

УДК 551.242(477.7)

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮГА УССР И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

*Л. Г. Плахотный, Р. В. Палинский, М. Е. Герасимов,  
В. А. Верескун, В. А. Григорьева, Н. М. Чир*

Рассматриваемый регион охватывает западные секторы Скифской плиты, Крымско-Кавказской альпийской складчатой системы и южной окраины Восточно-Европейской платформы. Основы современных представлений его тектоники изложены в работах М. В. Муратова [9], В. Г. Бондарчука [2], В. Б. Соллогуба и др. [19], М. В. Чирвинской, Б. Л. Гуревича [22], И. А. Гаркаленко и др. [4], Я. П. Маловицкого [7], А. В. Чекунова [21] и др. Однако в трактовке тектонических элементов этого региона, в частности структуры осадочного чехла, все еще много неоднозначностей.

В результате выполненных здесь за последние годы буровых и геофизических работ на нефть и газ получена новая обширная информация о строении осадочного чехла, позволившая установить ряд характерных особенностей его суммарной структуры и выяснить соотношение структурных элементов по отдельным этажам, что важно для нефтегеологического районирования. В свете этих данных общая структура осадочного чехла представляется в следующем виде (рис. 1, 2).

На территории юга УССР и смежных акваторий морей выделяется несколько крупных тектонических зон: Южно-Украинская моноклиналиная область, зона Причерноморско-Азовских прогибов, зона поднятий Скифской плиты, зона прогибов, отделяющих эти поднятия от альпийских горных сооружений, альпийские горные сооружения Крыма и Кавказа, зона тыльных прогибов альпийских сооружений. Большинство этих зон претерпело в процессе своего формирования сложную историю геологического развития с неоднократными перестройками тектонических планов. Поэтому суммарная структура чехла характеризуется сложной этажностью, структурные элементы по разным этажам зачастую не совпадают друг с другом и должны рассматриваться самостоятельно, что необходимо учитывать при определении структурного положения конкретных нефтегазопроисковых объектов.

Южно-Украинская моноклиналиная область отвечает южной окраине Восточно-Европейской платформы и характеризуется пологим погружением к югу дорифейского кристаллического фундамента от 200—300 м у выходов его на дневную поверхность до 2,5—3 км у южной границы области. По структурным особенностям и стратиграфическому диапазону платформенного чехла в ее пределах целесообразно выделять отдельные моноклинали: Западно-Причерноморскую с наиболее древними венд-нижнедевонскими отложениями чехла и небольшими мощностями залегающих на них образований юры, мела, палеогена и неогена; Северо-Причерноморскую, где осадочный чехол представлен меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями; Приазовскую, протягивающуюся узкой полосой к югу от Приазовского выступа Украинского щита, с относительно небольшими мощностями осадочного чехла, сложенного мел-палеогеновыми и неогеновыми отложениями. К югу от моноклиналиной области выделяются При-

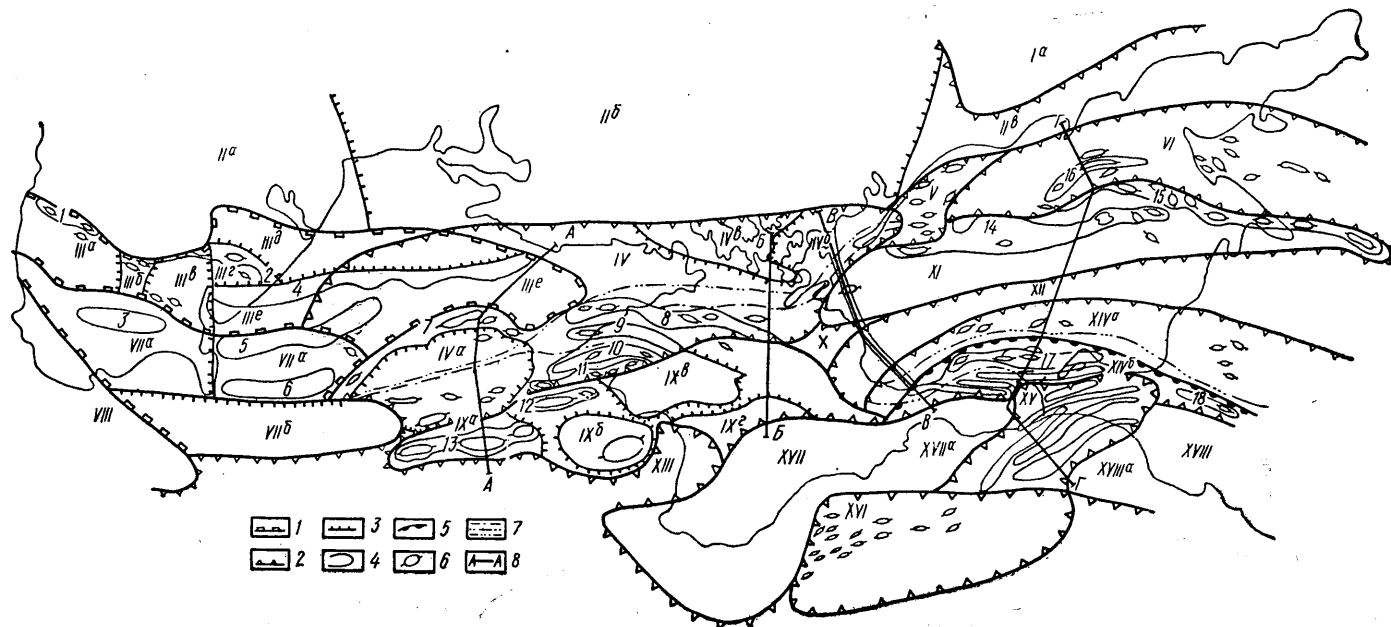


Рис. 1. Схема суммарной структуры осадочного чехла юга СССР и смежных районов

Граница структурных элементов: 1 — первого порядка в палеозойских и триасовых отложениях, 2 — то же в мел-палеогеновых и неогеновых отложениях, 3 — второго порядка в палеозойских и мезозойских образованиях, 4 — то же третьего порядка; 5 — граница внешней и внутренней зон Индоло-Кубанского прогиба; 6 — локальные поднятия; 7 — оси прогибов в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях; 8 — линии региональных геолого-геофизических разрезов. Структурные элементы: 1а — Приазовский выступ Украинского щита; Южно-Украинская моноклиналная область; 1а — Западно-Причерноморская моноклинал, 11б — Северо-Причерноморская, 11в — Приазовская; Придобруджинский прогиб; 11а — Алаутский грабен, 11б — Ореховская перемычка, 11в — Каменский грабен, 11г — Белолесский блок, 11д — Нижнеднестровская депрессия, 11е — Алибейская ступень; Каркинитско-Северо-Крымский прогиб; 1а — Михайловская котловина, 1в — Генчическая депрессия, 1в — Балашовский выступ; V — Чингульская седловина; VI — Северо-Азовский прогиб; Килийско-Змеинная зона поднятий; VIIа — Килийский блок, VIIб — Губкинский; VIII — Добруджинское поднятие; Центрально-Крымское мегаподняtie: IXа — Ильичевский выступ, IXб — Каламитское поднятие, IXв — Новоселовское поднятие, IXг — Симферопольский выступ; X — Нижнегорская седловина; XI — Азовский вал; XII — Тихоньковский прогиб; XIII — Альминская депрессия; Индоло-Кубанский краевой прогиб; XIVа — внешняя зона, XIVб — внутренняя; XV — Керченско-Таманский межпериклиналный прогиб; XVI — Южно-Крымский точный периклинал мегантиклинали; XVII — мегантиклиналь Горного Крыма; XVIIа — восточная зона поднятий; XVIII — мегантиклинория Кавказа; XVIIIа — западная периклинал мегантиклинория. Зоны локальных поднятий: 1 — Баймаклинская; 2 — Саратовская; 3 — Фурмановская; 4 — Лиманская; 5 — Восточно-Вилковская; 6 — Змеинная; 7 — Голицынская; 8 — Татъяновская; 9 — Межводненская; 10 — Карлавская; 11 — Октябрьская; 12 — Южно-Тарханкутская; 13 — Ильичевская; 14 — Обручевская; 15 — Морская; 16 — Белосарайская; 17 — Булганцкая; 18 — Анастасиевская

добруджинский, Каркинитско-Северо-Крымский и Северо-Азовский прогибы.

При добруджинский прогиб представляет собой сложную грабенообразную структуру, сформировавшуюся главным образом в среднем палеозое, но содержащую элементы ряда разновозрастных, генетически разнородных палеоструктур различной пространственной локализации (перикратонных, внутриплатформенных, передовых, предгорных прогибов) и образующую вместе со смежными зонами Южно-

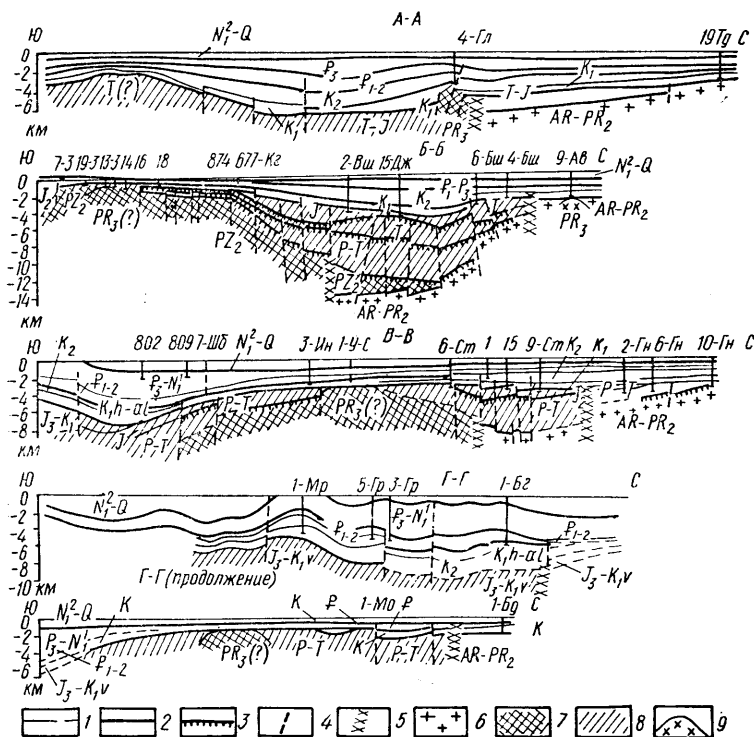


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы

Граница: 1 — геологическая, 2 — отражающая, 3 — преломляющая; 4 — разрывные нарушения; 5 — глубинные разломы; фундамент: 6 — кристаллический, 7 — консолидированный; 8 — геосинклинальные, парагеосинклинальные и доплитные слабометаморфизованные образования; 9 — гранитные интрузии

Украинской моноклиальной области и Килийско-Змеиных поднятий единую плитную краевую систему [1, 3]. Осадочный чехол прогиба сложен в основном отложениями венда, палеозоя, триаса и юры, несогласно залегающими друг на друге. В основании прогиба предполагается раннебайкальский фундамент [16, 20].

В доюрских отложениях, для которых характерна более интенсивная блоковая тектоника, в прогибе выделяется два крупных грабена: Алуатский и Тузловский, разделенные Ореховской перемычкой [16, 17]. В последнее время установлено сложное строение восточной части прогиба. В ее пределах выделяется наложенный поперечный Каменский грабен, выполненный мощной (свыше 3 км) толщей осадочно-вулканогенных пород перми и триаса, вскрытых Юбилейной и Татарбунарской скважинами. С востока он граничит с Белолесским приподнятым блоком, характеризующимся небольшими мощностями перми и триаса. Вдоль северо-восточной границы Белолесского блока протягивается крупный Широкинский допермский разлом, отделяющий его от Нижнеднестровской депрессии. Последняя представляет собой асимметричную грабен-синклиналь северо-западного простирания, сформировавшуюся

в пермотриасе на склоне древней платформы как компенсационная структура по отношению к Белолесскому инверсионному блоку и развивавшуюся унаследованно в мезокайнозой. На продолжении депрессии в Черном море по поверхности фундамента профилями КМПВ установлен погребенный широтный грабен, не выраженный в мел-палеогеновых отложениях.

Южнее Нижнеднестровской депрессии выделяется Алибейская погребенная ступень, к северному приподнятому краю которой, ограничивающему упомянутый грабен, приурочена цепочка локальных поднятий в доюрских отложениях. Южной границей ступени служит Килийско-Змеиная зона поднятий и Голицынская горст-антиклинальная зона. Нижнеднестровская депрессия и Алибейская ступень рассматриваются условно в составе Придобруджинского прогиба. Они образуют с ним единую грабенообразную зону, как бы наращивая прогиб к востоку, но отличаются от него более молодым возрастом заложения. Среднепалеозойские отложения, участвующие в строении Придобруджинского прогиба, к востоку от Одесского глубинного разлома выклиниваются.

В структурном плане юрских отложений Придобруджинскому прогибу отвечает Молдавская впадина [18] и Татарбунарский выступ, отделяющий ее от Нижнеднестровской депрессии.

Каркинитско-Северо-Крымский прогиб [12, 13] является наиболее глубокой, местами грабенообразной частью более крупной области мел-раннепалеогеновых опусканий, известной под названием Причерноморской впадины [19]. Своей западной центриклиналью он наложен на восточную часть Придобруджинского прогиба [12], а на востоке отделяется от Северо-Азовского прогиба Чингульской перемычкой. Северный борт прогиба пологий, относительно слабо нарушен разрывными и пликативными дислокациями, южный — более крутой и осложнен системой складок и разрывных нарушений. Наиболее глубокая часть прогиба расположена западнее Тарханкутского п-ова и известна под названием Михайловской депрессии (или котловины). В ее пределах подошва мела залегает на глубинах до 7,5—8 км. Ось прогиба по палеогеновым и неогеновым отложениям смещена к северу относительно оси по меловым отложениям и проходит через Каркинитский залив. Поэтому для палеоген-неогенового структурного плана его применимо название Каркинитский прогиб. В то же время по подошве мела она протягивается через северную часть Равнинного Крыма. К южному борту прогиба приурочены максимальные мощности нижнемеловых отложений (1,5—2 км) и большинство меловых вулканических построек. Известные Тарханкутские линии складок западнее Крыма расходятся, обрамляя с севера и юга Михайловскую котловину. На продолжении северной Березовско-Межводненской линии складок расположены поднятия Шмидта и Голицына в Черном море. Западным продолжением Донузлавско-Меловой и Красноярско-Карлавакской линий складок являются антиклинальные зоны Гамбурцева-Архангельского и Сельского, которые осложняют южный борт прогиба, приподнятый здесь по крупному Сулинско-Тарханкутскому разрыву. К зоне развития этих структур приурочены максимальные мощности нижнемеловых отложений. Восточнее Тарханкутского п-ова эти дислокации, а также вновь выявленные в прогибе погребенные линии складок (Первомайско-Державинская и др.) поворачиваются в юго-восточном направлении, обнаруживая пространственную связь со структурными линиями Центрально-Крымского мегаподнятия. Все эти структуры принадлежат к единой системе дислокаций, наследующих простираения элементов герцинской складчатой системы. Погружаясь в прогиб и частично пересекая его, эти линии складок и сопряженные с ним разрывы создают на участке прогиба между оз. Донузлав и г. Джанкой своеобразную поперечную тектоническую зональность. Наиболее крупное Во-

ронковское нарушение, амплитуда которого по подошве мела составляет 1,5—2 км, разделяет центральную часть прогиба на две зоны — Тарханкутскую и Первомайско-Серебрянскую, для западной из которых характерны сквозные складки (Тарханкутские дислокации) и отсутствие вракон-сеноманского вулканизма, а для восточной — широкое развитие погребенных локальных структурных форм в меловых отложениях и наличие крупных вулканических тел в сеноман-враконских образованиях. В районе Сиваша северный борт прогиба осложнен Балашовским выступом, к востоку от которого обособляется Геническая депрессия. В структурном плане неогеновых отложений Каркинитский прогиб замыкается севернее г. Джанкой, сочленяясь через Балашовско-Джанкойскую перемычку с Азово-Кубанской впадиной. Обе эти неогеновые впадины представляют собой наиболее погруженные, несколько обособленные части обширной Причерноморско-Кубанской впадины.

Чингульская перемычка (выделяется по названию р. Чингул в Северном Приазовье) представляет собой клиновидный участок погруженного юго-западного угла Приазовского выступа с неглубоким залеганием фундамента (800—1500 м). Западная граница перемычки выражена довольно резко и контролируется Мелитопольским разломом, восточная — менее отчетливая. Строение седловины осложнено субширотными и субмеридиональными нарушениями, с которыми связаны приразрывные складки, выраженные в мел-палеогеновых отложениях и затухающие вверх по разрезу.

Северо-Азовский прогиб [7] представляет собой погребенную депрессию типа сложного однобортного грабена, заполненного в основном меловыми (600—1000 м) и палеоцен-эоценовыми (200—700 м), участками триас-юрскими образованиями. В майкопских отложениях он почти не выражен, и ему отвечает Приазовская моноклинал, граничащая на юге с Азовской террасой. Восточная часть прогиба выделялась ранее под названием Ейского прогиба. В пределах Азовского моря в основании прогиба лежит, по-видимому, дорифейский фундамент, разбитый серией нарушений на ряд блоков, погружающихся к югу в виде обратных ступеней, с которыми связаны приразломные складки в осадочном чехле. Наиболее глубокая часть прогиба прижата к Главному Азовскому нарушению, по которому он сочленяется с Азовским валом. Амплитуда этого разрыва вблизи Азовского вала достигает 1—1,5 км. Южнее Бердянской косы это нарушение оперяется протяженными крупными дугообразными разрывами (взбросами), к которым приурочены узкие асимметричные приразломные складки (Белосарайская, Бердянская и др.), выраженные слабо в майкопских и резко в более древних отложениях, затухающие вверх по разрезу. В гребневидных сводах складок мощности эоценовых отложений резко уменьшаются, палеоценовые и в значительной мере верхнемеловые отложения размыты [5]. Вероятно, эти резко выраженные складки наследуют инверсионные пермотриасовые грабен-синклинали (типа Ленинградской и Староминской в Западном Предкавказье), заложившиеся здесь на раздробленном крае древней платформы вследствие формирования распластавшегося южнее, на месте Азовского вала, киммерийского геосинклинального прогиба.

Полоса поднятий Скифской плиты включает Килийско-Змеиную зону поднятий, Центрально-Крымское мегаподняtie и Азовский вал.

Килийско-Змеиная зона поднятий (выступ) представляет собой область приподнятого залегания фундамента. С юго-запада и запада она причленяется к массиву Северной Добруджи и ее северо-западному погружению (Нижнепрутскому выступу), а в восточном направлении погружается, замыкаясь у Одесского глубинного разлома. Раньше этот район относился к погребенному склону Северной Добруд-

жи. Однако после бурения скважин на о-ве Змеиный и в районе с. Суворово в Западном Причерноморье [1] выяснилось, что в основании его восточнее оз. Ялпух лежит древний (довендский) фундамент. Осадочный чехол в пределах этой зоны сложен в основном венд-нижнедевонскими и триас-юрскими отложениями, на которых несогласно залегают неогеновые образования. Средне-верхнедевонские и каменноугольные отложения на большей части зоны, по-видимому, отсутствуют. Меловые и палеогеновые образования развиты лишь на восточном погружении зоны, имеющей форму выступа и состоящей из двух субширотных блоков — северного Килийского и южного Губкинского. Границей между ними служит региональный Сулинско-Тарханкутский разлом, по которому южный блок приподнят относительно погруженного края северного блока на 1,5—2 км по подошве мела. Восточная периклиналь Килийского блока граничит с Михайловской котловиной по флексурно-разрывной зоне. Губкинский блок испытывает более плавное погружение к востоку. Строение обоих блоков осложнено серией разрывных нарушений субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний, к которым приурочены приразрывные складки в юрских и мел-палеогеновых отложениях (Одесское, Безымянное и др.). В пределах Килийского блока выделяются западная и восточная части его, граничащие друг с другом по субмеридиональному разлому. По данным грави- и частично сейсморазведки в пределах Килийско-Змеиной зоны поднятий по поверхности венд-палеозойских пород выделяется несколько крупных валообразных поднятий субширотного простирания, в том числе Суворовское, Вилковско-Днестровское [6] и Змеиное в северной полосе ее и Губкинское — в южной. Восточные погружения этих валообразных поднятий имеют восток-северо-восточную ориентировку. Крупное Вилковско-Днестровское поднятие имеет продолжение к северу от разлома, ограничивающего Килийско-Змеиную зону поднятий, в пределах Алибейской ступени.

Центрально-Крымское мегаподняtie [12] расположено кулисовидно по отношению к Килийско-Змеиному выступу и включает несколько разнородных [23] структурных элементов. Одно из них — Новоселовское поднятие — представляет собой молодую инверсионную структуру, возникшую на месте раннемелового прогиба. Наиболее четко поднятие выражено в структуре палеогеновых и неогеновых отложений. В структурном плане подошвы меловых отложений контуры его менее отчетливы. В сводовой части поднятия на отложениях нижнего мела и сеномана несогласно залегают неогеновые образования. На крыльях его развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения. Формирование поднятия началось в позднем мелу и завершилось в новейшее время. Каламитское поднятие отделяется от Новоселовского узким синклинальным пережимом. В его пределах отложения нижнего мела резко сокращены в мощности и, по-видимому, представлены лишь верхней частью, трансгрессивно залегающей на породах триаса. Возможно, это поднятие представляет собой структуру облекания триасовых известняков, которые вскрывались на суше в районе г. Евпатория. Сводовая часть его осложнена локальной Евпаторийской брахиантиклинальной складкой.

Ильичевский выступ — это периклинальное окончание Центрально-Крымского мегаподнятия. В его пределах выделяются три крупные брахиантиклинальные складки: Нахимовская, Ильичевская, Карбышева. Нижнемеловые отложения в своде выступа, возможно, полностью выклиниваются, а верхнемеловые характеризуются небольшой мощностью и неполным разрезом. Общей особенностью строения Новоселовского, Каламитского поднятий и Ильичевского выступа является сокращенный разрез верхнемеловых и палеогеновых отложений. Раннемеловая же история их развития была различной.

Симферопольский выступ представляет собой наиболее приподнятую часть Центрально-Крымского мегаподнятия, примыкающую к мегантиклинали Горного Крыма. На севере выступ отделяется от Новоселовского поднятия узким Калиновско-Гвардейским прогибом.

Центрально-Крымское мегаподняtie сочленяется через Нижнегорскую седловину с Азовским валом.

Нижнегорская седловина представляет собой погребенную структуру, выраженную в гипсометрии подошвы меловых отложений и играющую роль перемычки между Каркинитско-Северо-Крымским и Индоло-Кубанским прогибами. В структурном плане палеогеновых и верхнемеловых отложений Нижнегорская седловина не проявляется, а роль перемычки между двумя прогибами играет Джанкойско-Стрелковая зона локальных поднятий, расположенная значительно севернее.

Азовский вал [7] является погребенной структурой, выраженной в рельефе поверхности складчатого основания, а также в мел-эоценовых отложениях. По подошве майкопских отложений он нивелируется, особенно в западной части, преобразуясь в одноименную террасу [15], граничащую по узким синклиналильным прогибам с Приазовской моноклиналию. В неогеновых же отложениях он практически не проявляется. В присводовой части вала фундамент залегает на глубине 500—1000 м, меловые и палеоцен-эоценовые отложения отсутствуют, и на поверхности складчатого основания трансгрессивно залегают отложения майкопской серии. Исключение составляет так называемый Морской блок [5], в пределах которого развиты маломощные меловые и эоценовые образования. Эта часть вала, ограниченная на юге зоной выклинивания меловых отложений, была вовлечена в мел-эоценовое время в опускания со стороны Северо-Азовского прогиба, но по своему геоструктурному положению, полноте разреза осадочного чехла и глубинам залегания фундамента (1—1,5 км) она, несомненно, относится к Азовскому валу. Северным ограничением вала служит Главное Азовское нарушение, максимальная амплитуда которого по подошве мела достигает 1—1,5 км. В западном и восточном направлениях шарнир вала погружается с увеличением глубины залегания поверхности фундамента до 2—2,5 км и возрастанием мощности и полноты разреза осадочного чехла. Восточным окончанием вала является Челбасское поднятие, а на западе он замыкается по меловым отложениям в Присивашье, в районе с. Славянское. В северной приразломной части вала выявлен ряд локальных поднятий, группирующихся в две антиклинальные зоны — Обручевскую и Морскую. В пределах первой из них меловые и палеоцен-эоценовые отложения обычно отсутствуют, а складки выражены в рельефе поверхности фундамента и в залегающих на нем майкопских отложениях. Во второй зоне в строении складок участвуют также эоценовые и частично меловые отложения, имеющие здесь небольшую мощность и выклинивающиеся к сводам поднятий. В структурном плане неогеновых отложений Азовскому валу и Северо-Азовскому прогибу отвечает северный борт обширной Азово-Кубанской впадины [7].

Южное крыло Азовского вала переходит в Тимашевскую ступень — область пологого моноклиналильного погружения меловых и палеогеновых отложений, ограниченную с юга Новотитаровским региональным разломом [4]. В Западном Предкавказье в ее пределах известно несколько погребенных локальных складок (Медведовская, Платнировская и др.). В палеоплане Тимашевской ступени отвечает эоценовый прогиб, граничивший на севере и юге с протяженными зонами палеоподнятий.

Между поднятиями Скифской плиты и альпийскими сооружениями Крыма и Кавказа расположены Альминская депрессия и Индоло-Кубанский прогиб.

Альминская депрессия представляет собой неглубокую наложенную платформенную впадину, отделяющую западную часть

Горного Крыма от Новоселовского и Каламитского поднятий и раскрывающаяся в сторону Черноморской мегавпадины. В раннемеловое время на месте приосевой зоны ее располагалась восточная часть крупного палеоподнятия, существовавшего в пределах Черного моря. Формирование впадины в современном виде произошло в палеогеновое и неогеновое время.

Индоло-Кубанский прогиб [4, 9] является крупной пограничной структурой между Скифской плитой и Крымско-Кавказской альпийской горноскладчатой системой. Он сформировался на заключительных этапах развития этой системы (олигоцен—плиоцен) одновременно с воздыманием Кавказского и Крымского мегантиклинориев, обусловивших компенсированное опускание южного края плиты и перемещение максимальных прогибов из внешних прогибов геосинклинальной системы в сторону платформы. Вследствие этой миграции ось краевого прогиба по неогеновому комплексу пород смещена значительно к северу относительно оси его по майкопским и особенно домайкопским отложениям. Южная граница прогиба проводится на Кавказе по Ахтырской шовной зоне, а на Керченском п-ове — вдоль Парпачского гребня, окаймляющего восточное периклинальное погружение Крымской мегантиклинали. Северной условной границей прогиба считается Новотитаровский региональный разлом, отделяющий его от Тимашевской ступени [4]. К югу от этого разлома существенно увеличивается градиент мощностей майкопских отложений и погружения домайкопских пород. Естественным же структурным ограничением прогиба является погребенный Азовский вал. Поэтому Тимашевскую ступень можно рассматривать и в составе северного крыла прогиба, а по неогеновому структурному плану, в котором Азовский вал не выражен, Индоло-Кубанский прогиб трансформируется в обширную Азово-Кубанскую краевую впадину.

В строении прогиба выделяются две зоны — внутренняя (пригеосинклинальная) и внешняя (платформенная). Граница между ними проводится по Анастасиевско-Краснодарской цепочке антиклинальных складок, а западнее — параллельно побережью Таманского и Керченского п-овов. Ей отвечает, по-видимому, региональный разлом в фундаменте, проявляющийся и в осадочном чехле. К северу от этой границы резко увеличиваются мощности неогеновых отложений, а к югу — меловых и палеогеновых. Внутренняя, или пригеосинклинальная, зона краевого прогиба, примыкающая к сооружениям Кавказа и Крыма, характеризуется большими мощностями мел-палеогеновых отложений, резко выраженной складчатостью, высокой плотностью и обычно крупными размерами локальных структур, более сложным их строением. Для предкавказской части внутренней зоны прогиба характерны геосинклинальные черты строения [4]. Здесь южному борту прогиба по домайкопским отложениям отвечает внешний палеопрогиб геосинклинальной системы, для которого характерны аномально большие мощности палеоцен-эоценовых отложений (Адагумо-Афипская синклинальная зона), содержащих мощные толщи терригенного флиша. На участке между станицами Крымская и Калужская меловые и палеогеновые отложения дислоцированы в резкие асимметричные, местами опрокинутые к северу складки, сильно осложненные нарушениями [4]. Майкопские отложения залегают обычно несогласно на подстилающих породах, лишь местами участвуя в строении этих складок, а миоцен-плиоценовые — моноκлинално погружаются в северном направлении.

Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона занимает пограничное положение между внутренней и внешней частями прогиба, разделяя крупные Адагумо-Афипскую и Рязанскую синклинальные зоны. Складки ее более простого строения и затухают с глубиной вплоть до полного исчезновения в мезозойских отложениях [4]. Некоторые



поднятия имеют диапировое строение, что сближает их с антиклиналями Керченско-Таманской системы складок.

К внутренней зоне Индоло-Кубанского прогиба или его южному борту (по палеоген-неогеновым отложениям) относятся северные части Керченского и Таманского п-овов. Для них характерно развитие крупных диапировых и криптодиапировых структур амплитудой до 1000 м, выраженных обычно не только в олигоцен-миоценовых, но и в верхнемеловых—эоценовых отложениях. Однако среди них встречаются и бескорневые структуры, исчезающие в домайкопских отложениях. К ним относятся Каменская и Мысовая антиклинали. Полоса максимальных мощностей палеоцен-эоценовых и верхнемеловых отложений, характерных для Адагумо-Афипской синклинали зоны в Предкавказье, протягивается на запад в запарпачскую часть Керченского п-ова и далее в район восточных предгорий Крыма. На Горностаевской площади у восточных границ Парпачского гребня, отмечается флишеидный характер палеоценовых отложений (тонкое чередование аргиллитов, песчаников и алевролитов), мощность которых здесь достигает 600—700 м. Все это указывает на палеотектоническую связь этого района с Адагумо-Афипской зоной и на расположение запарпачской части Керченского п-ова на западном продолжении внешнего геосинклинали прогиба Кавказа, хотя палеоцен-эоценовые, а также меловые отложения здесь имеют субплатформенный облик.

Внешняя зона краевого прогиба наложена на зону поздне-меловых и палеоцен-эоценовых палеоподнятий, известную в Предкавказье под названием Западно-Кубанской, или Успенской, зоны. Она ограничивает с севера Афипскую флишевую зону и протягивается на запад вдоль нижнего течения р. Кубань, до побережья Азовского моря, а затем, очевидно, через южную часть Азовского моря — в юго-восточную часть Крыма. Здесь на протяжении ее, в районе с. Шубино, установлено отсутствие верхнемеловых и сокращенный разрез палеоцен-эоценовых отложений. Выявленные в пределах внешней зоны прогиба в неогеновых отложениях криптодиапировые складки (Северо-Керченская, Северо-Казантипская, Северо-Булганакская и др.) имеют обычно небольшие размеры и характеризуются меньшей амплитудой по сравнению со складками внутренней зоны прогиба на Керченском и Таманском п-овах.

С юга Индоло-Кубанский прогиб граничит с альпийскими горными сооружениями Крыма и Кавказа. Новейшими геофизическими исследованиями подтверждено высказывание М. В. Муратова о том [9], что восточным периклиналильным погружением мегантиклинали Горного Крыма является поднятие юго-западной равнины Крымского п-ова. С юга оно, как и с севера, окаймляется полосой выклинивания и размыва неогеновых отложений, установленной в пределах Прикерченского шельфа Черного моря. В основании мел-палеогенового складчатого чехла поднятия установлены титон-берриасские флишеидные образования восточного продолжения Восточно-Крымского палеопрогиба.

Периклиналильные погружения Горного Крыма и Кавказа расположены кулисообразно друг к другу. Между ними выделяется Керченско-Таманский межпериклиналильный прогиб [11]. Юго-западнее Керченского п-ова он переходит в Южно-Крымский тыльный прогиб [11], выраженный в донеогеновых отложениях. В пределах этих прогибов выявлены многочисленные диапировые и криптодиапировые складки.

Таким образом, анализ новейших геолого-геофизических материалов по югу Украины и смежным районам Черного и Азовского морей позволил уточнить контуры основных структурных элементов чехла, выяснить главнейшие особенности их строения и составить суммарной структуры осадочного чехла, которая может быть использована для

нефтегеологического районирования региона, оценки перспектив нефтегазоносности отдельных тектонических элементов, определения структурного положения конкретных нефтегазопоисковых объектов с учетом указанных отличий структурных планов по разным этажам.

Основные перспективы нефтегазоносности в пределах описанных структурных элементов связываются с палеоценовыми и майкопскими отложениями Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, майкопскими и меловыми образованиями Азовского вала, меловыми, эоценовыми, олигоценными и миоценовыми породами Индо-Кубанского, Керченско-Таманского, Южно-Крымского прогибов и восточной периклинали Крымской мегантиклинали, палеозойскими и триас-юрскими отложениями Придобруджинского прогиба.

## SUMMARY

The South-Ukrainian monoclinal region zone, the Black Sea-Azovian trough zone, the Scythian Plate zone of uplifts, zones of foredeeps and back troughs of the Alpine mountain structures are distinguished in the sedimentary cover structure. The total structure of the cover is characterized by a complex system of stages, structural elements at different stages do not coincide and are considered as independent ones.

The South-Ukrainian monoclinal region is subdivided into separate monoclines: West-Black Sea, North-Black Sea and Azov Sea monoclines. The Tarkhankut lines of folds of the Karkinitian-North-Crimean trough form a single system of dislocations with structures of the Central-Crimean megauplift. They are subjected to virgation in the west of the Crimea and frame the Mikhailovian kettle in the north and in the south.

The structure of the Indol-Kuban foredeep is divided into two zones — the inner (geosynclinal) and external (platform). The latter is superimposed on the zone of Pre-Maikop paleouplifts.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Богаец А. Т., Палинский Р. В., Полухтович Б. М., Сафаров Э. И. Этапы развития и элементы структуры Придобруджинской краевой системы.— Сов. геология, 1977, № 2, с. 128—134.
2. Бондарчук В. Г. Геологична структура УРСР і проблеми тектоніки.— Геологіч. журн., 1967, т. 27, вип. 4, с. 3—17.
3. Вотах О. А., Сафаров Э. И., Полухтович Б. М., Генік І. В. Типы тектонических структур в зонах сочленений древних и молодых платформ (на примере Молдавии и юго-западной Украины).— Геология и геофизика, 1969, № 10, с. 3—10.
4. Геофизические исследования и тектоника европейской части СССР / Гаркаленко И. А., Путильников М. Р., Славин В. И. и др. Киев: Наук. думка, 1969. 247 с.
5. Герасимов М. Е. и др. Результаты геолого-геофизических исследований на акватории Азовского моря / Герасимов М. Е., Коморный А. Ф., Кривченков Б. С. и др.— Геология нефти и газа, 1978, № 4, с. 49—55.
6. Краснощек А. Я., Насад А. Г., Самсонов В. И. Новые данные о геологическом строении северо-западной части Черноморского шельфа и проблема поиска нефти и газа.— Геол. журн., 1979, т. 39, № 3, с. 12—19.
7. Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря (по данным морских геофизических исследований).— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., 1965, с. 74—88.
8. Моргунов Ю. Г. и др. Тектоника платформенного чехла северо-западной части Черного моря / Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. и др.— Вестн. Моск. ун-та, 1976, № 3, с. 129—130.
9. Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— Сов. геология, 1955, № 48, с. 60—80.
10. Парыляк А. И., Копач И. И. Основные черты тектоники юга Украины.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 11, с. 971—974.
11. Пекло В. П., Маловицкий Я. П., Сидоренко С. Ф. Геологическое строение Тамани, западного погружения Кавказа и притаманской части Черного моря.— В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, 1974, с. 109—114.

12. Павлюк М. І., Богаєць О. Т. Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити. К.: Наук. думка, 1978. 145 с.
13. Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма.— В кн.: Платформенные структуры обрамлений Украинского щита и их металлоносность. Киев, 1972, с. 211—221.
14. Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1971, т. 46/4, № 76, с. 102—112.
15. Пустильников М. Р., Шиманский А. А. Геолого-структурная характеристика осадочного чехла Черноморского шельфа и прилегающих районов.— В кн.: Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий. Киев, 1978, с. 91—109.
16. Сафаров Э. И., Капцан В. Х. Тектоника южной части Молдавской ССР по данным геолого-геофизических исследований и перспективы нефтегазоносности.— Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии, 1967, вып. 1, с. 37—55.
17. Сафаров Э. И., Капцан В. Х. Предпосылки к выделению предгорного прогиба байкалид в Придобруджье.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Молдавской ССР. М., 1970, с. 30—32.
18. Слюсарь Б. С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штиница, 1971. 247 с.
19. Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6, с. 1374—1377.
20. Хижняков А. В. Древние этапы тектонического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.— Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1972, вып. 6, с. 119—128.
21. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
22. Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины.— Сов. геология, 1959, № 4, с. 83—92.
23. Шлезингер А. Е. Структура Добруджи и Придобруджинского прогиба.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1968, т. 43/2, с. 36—52.

ЛГО «Крымгеология»

Статья поступила  
3.XII 1979 г.